

DIE MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DES UNTEREN RHYOLITHTUFFS UND SEINER EINSCHLÜSSE AUS DEM NÖ-LICHEN MÁTRA-GEBIRGE

I. KUBOVICS

Petrographisch-geochemisches Institut, Eötvös-Universität, Budapest
(Eingegangen dem 2. VII. 1964.)

ZUSAMMENFASSUNG

Der burdigalische untere Rhyolithtuff des NÖ-lichen Mátra-Gebirges enthält stellenweise in einer grossen Menge sedimentäre und magmatische Gesteinseinschlüsse. Die sedimentären Einschlüsse lassen sich auf Grund der mineralogisch-petrographischen Zusammensetzung mit den rupelisch-chattischen Bildungen der Umgebung identifizieren. In einigen Gesteinsproben konnte in einer grossen Menge eine Mikroflora, besonders Bacillariophyten und untergeordnet auch eine Mikrofauna nachgewiesen werden, die in dieser Gegend bis jetzt unbekannt war, ja im Oligozän im Allgemeinen eine seltene Vergesellschaftung von Mikroorganismen darstellt.

Die Minerale der magmatischen Gesteinseinschlüsse erlitten infolge der Hitzeeinwirkung, die mit der Eruption des Rhyolithtuffs verbunden war, einen eigenartigen Abbau- und Rekristallisationsprozess.

Auf Grund der oberflächlichen Verteilung der Einschlüsse und des groben Bimssteinmaterials (10–15 cm Durchmesser) des Rhyolithtuffs kann das einstige Eruptionszentrum deutlich umgrenzt werden.

Als erstes Produkt des nordungarischen miozänen Vulkanismus ist der untere Rhyolithtuff, der das Endglied der burdigalischen Stufe vertritt, zu betrachten. Eine ausführlichere Beschreibung von zusammenfassendem Charakter über den unteren Rhyolithtuff des Mátra-Gebirges liegt bis jetzt noch nicht vor. Seine geologischen Verhältnisse wurden von J. Noszky (11), P. Rozlozsnik (13) und Z. Schréter (14, 15) skizzenhaft behandelt, während sich mit seinen mineralogisch-petrographischen Eigenschaften J. Kiss (6) befasste. Seine Verbreitung beschränkt sich innerhalb des Gebirges auf den N-NÖ-lichen Rand. Sein Liegendes besteht aus Bildungen verschiedenen Alters und verschiedener Fazies, triadischem Tonschiefer, radiolarienführendem Kiesel-schiefer, Diabas, oligozänem Sandstein und buntem Ton (Abb. 1). Seine Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 70–90 m. Er ist meistens ungeschichtet und fällt im allgemeinen nach SO ein.

Der untere Teil des Rhyolithtuffs, der im NÖ-lichen Mátra-Gebirge (Tiszta-fartető-Miklósvölgy) den Sandstein mit Pflanzenabdrücken überlagert, führt schlecht erhaltene, teilweise verkohlte Pflanzenreste. Bei Bájpatak hat P. Rozlozsnik (13) auch Blattabdrücke und verkieselte Baumstämme darin gefunden. Der untere Teil des ausgestreuten vulkanischen Materials fiel also

auch in diesem Gebiet ins Wasser, später aber allmählich auf das Festland. Dass die Ablagerung zuerst im Wasser vor sich ging, wird auch durch die bentonitischen Linsen und Schnüre, die von J. Kiss (6) beschrieben worden sind, bestätigt.

Die wesentlichen Gemengteile des Rhyolithtuffs sind Quarz, Feldspat und Biotit. Die Menge und das Verhältnis dieser phenokristallinen Bestandteile ist in den einzelnen Gebieten verschieden. Eine besonders starke Schwankung lässt sich hauptsächlich im Quarzgehalt beobachten. Der Quarzgehalt ist in der Umgebung von Kisterenye (NW-Mátra-Gebirge) nur untergeordnet. Die Korngrösse erreicht hier, der Ausbildung im NO ähnlich, vorwiegend 1–3 mm. Er erscheint überwiegend in den grösseren Bimssteinkörnern, sodass er dementsprechend im NO, also im Gebiet mit den grossen Bimssteinstücken wesentlich häufiger ist. Mit der Zunahme der Masse des Bimssteins wird auch verhältnismässig seine Menge grösser. Er bildet meistens rundliche Nester mit einem Durchmesser von 3–4, seltener von 5–8 mm. Meistens weist er einen violetten Farbton auf oder aber ist er schwach rauchfarbig. Die Zusammensetzung des Feldspats zeigt eine der quantitativen Veränderung des Quarzes ähnliche Regelmässigkeit. An manchen Stellen herrscht der Kalifeldspat vor, an anderen Stellen aber die Zusammensetzung von Oligoklas-Andesin-Labradorit. Er ist häufig zonär, seltener in Zwillingslamellen entwickelt. Der Biotit besitzt im NW-lichen Mátra-Gebirge (in der Umgebung von Kisterenye) eine helle Farbe, oft mit einem grünlichen Ton, im NÖ-lichen Gebirgsteil aber erscheint sie infolge des starken Pleochroismus und der dunklen pleochroischen Farben von lepidomelanischer Zusammensetzung. In grösster Menge ist er im Bimsstein zu finden.

Tabelle I

Die chemische Zusammensetzung des unteren Rhyolithtuffs.

(Bájpatak, NÖ-liches Mátra-Gebirge)

Analyse von Dr. B. Simó und Frau B. Kovács.

	%
SiO ₂	68,52
TiO ₂	0,22
Al ₂ O ₃	11,97
Fe ₂ O ₃	2,29
FeO	1,55
MnO	0,03
MgO	0,11
CaO	3,30
Na ₂ O	3,44
K ₂ O	2,44
H ₂ O ⁺	3,74
H ₂ O ⁻	1,35
P ₂ O ₅	0,10
CO ₂	0,81
	<hr/>
	99,87%

Kisterenye — besteht der überwiegende Teil des tuffigen Materials aus Bimsstein. Auf diese Tatsache kann teilweise auch die verhältnismässig bedeutende mineralogisch-petrographische Veränderung zurückgeführt werden, die am Andesit-Rhyolithuff-Kontakt bei Bájpatak beobachtet werden kann. Ein grosser Teil der ursprünglich phenokristallinen Gemengteile hat sich verwandelt. Der stark zerklüftete Quarz ist teilweise korrodiert. Der innere Kern von einem Teil der Feldspate wird durch Gemengteile von karbonatischen Material ausgefüllt, der Biotit hat sich in Hydrobiotit, in Chlorit und teilweise in Vermikulit zersetzt. Dabei sind aber auch neue Gemengteile — Quarz und Feldspat — entstanden. Der neue saure Feldspat umwächst oft die bimssteinhaltige „Grundmasse“. In seltenen Fällen kann auch eine vollkommene Umkristallisierung des Bimssteins beobachtet werden. Die neuen phenokristallinen Bestandteile enthalten meistens in einer grossen Menge Glaseinschlüsse von 1–2 μ Grösse, oder anderes, näher nicht bestimmbares Material. Der Bimsstein wurde infolge des gerichteten Druckes stark zusammengepresst, wodurch auch die relative Menge der phenokristallinen Minerale zugenommen hat.

An manchen Stellen enthält der untere Rhyolithuff eine sehr beträchtliche Menge von Gesteinseinschlüssen. Die Trümmer der sedimentären (a) und der magmatischen (b) Gesteine des Unterbaues sind darin nebeneinander anzutreffen.

a) Auf Einschlüsse sedimentären Ursprungs — „Radiolarit“ — „karbonartiger Schiefer“ und „grüner Ton (Rupelton)“ — hat ohne Angabe des Fundortes bereits P. Rozlozsnik hingewiesen. Aus dem unteren Rhyolithuff von Miklósvölgy und Kövesbérc kommen hauptsächlich Bildungen des oligozänen Komplexes, ein wenig sandiger Ton, Tonmergel und Sandsteinabarten zum Vorschein. Der dunkelgraue, fast schwarze feinsandige oligozäne Ton führt ausser den meistens serizitisierten Tonmineralien, Muskovit, ferner ausser ein wenig Quarz und Biotit in grosser Menge eine Mikroflora und Mikrofauna. (Taf. I, Fig. 1). Darunter sind besonders Diatomeen, Schwammnadeln, aber auch Foraminiferen und Radiolarien zu finden. Nach der Bestimmung von Frau Dr. M. Hajós sind die häufigeren Reste wie folgt: Bacillariophyten: *Actinocyclus ehrenbergi* Ralfs, *Actinoptychus undulatus* (Bail) Ralfs, *Coscinodiscus argus* Ehr., *Coscinodiscus oculus iridis* Ehr. (Taf. I, Fig. 2), *Coscinodiscus perforatus* Ehr., *Liradiscus ovalis* Grev., *Paralia sulcata* (Ehr.) Cleve, *Raphoneis amphicaeros* Ehr., *Triceratium* sp.; Silicoflagellata: *Dictyocha fibula* Ehr.

Diese Mikroorganismen gelangen stellenweise zum Übergewicht (s. Fig. 1). Die hellgrauen sandigen Toneinschlüsse, oft mit einer Hämatit-Limonitkruste, enthalten ausser den Tonmineralien, dem Quarz, Kalzit und ein wenig Muskovit auch ein wenig Feldspat und Glaukonit. Manchmal kann eine charakteristische Karbonat-Quarz-Verdrängung beobachtet werden. An Fossilien ist diese Bildung arm. Stellenweise kommen darin die Stacheln von Echinoiden vor. Die Sandsteineinschlüsse sind abwechslungsreich, im Grunde genommen können darin zwei Typen unterschieden werden: 1. Glaukonitsandstein und 2. Arkosensandstein. Der Glaukonitsandstein mit einem karbonatischen Bindematerial ist stark sortiert, seine Korngrösse beträgt überwiegend 0,2–0,1 mm; ausser dem Quarz und Karbonat enthält er 4–5% Glaukonit, 2–3%

Muskovit, ferner etwa 1% Feldspat (Mikroklin und pertitischen Feldspat). Auf Grund der mineralischen Zusammensetzung, hauptsächlich aber auf den des bedeutenden Glaukonitgehaltes stammt er wahrscheinlich aus dem chatti-schen Sandstein. Der weniger sortierte Arkosensandstein (mit ein wenig Mikroklin), in dem die Grösse der Quarzkörner überwiegend zwischen 0,3 bis 0,1 und 0,08 bis 0,04 mm fällt, und der neben Biotit und Chlorit auch biotithaltigen Muskovit (5–10%) enthält, dürfte mit dem oberchattischen Sandstein mit Pflanzenabdrücken aus dem Miklós-Tal und Csevice-Tal identifiziert werden.

Die Ton- und Sandsteineinschlüsse sind überwiegend 2–4, seltener 5–15 cm gross.

b) Gesteineinschlüsse magmatischen Ursprungs.

Die abwechslungsreich ausgebildeten und in verschiedenem Grade zersetzten magmatischen Gesteineinschlüsse können auf Grund der ursprünglichen Zusammensetzung wesentlich in 2 Typen eingereiht werden: 1. Rhyodazit-Biotitdazit und 2. Amphibol-Biotit-Andesit.

Die Hauptgemengteile vom Dazit sind: Quarz, Sanidin, saurer-neutraler Plagioklas, Biotit und Amphibol. Die Textur ist teils mikro-holokristallinisch-porphyrisch, oft sphärolithisch oder fluidal. Die Menge der porphyrischen Gemengteile beträgt im allgemeinen 40–50%, ihre Grösse liegt zwischen 4–1 bzw. 0,3–0,1 mm.

Der Andesit besteht überwiegend aus neutralem-basischem Plagioklas, Biotit und Amphibol, aber meistens enthält er auch ein wenig sekundären Quarz, Epidot, Kalzit sowie auch Ilmenit. In der Grundmasse mancher Andesiteinschlüsse sind 0,04–0,08 mm lange netzartig angeordnete opake Nadeln zu sehen, die auf Grund einer erzmikroskopischen Untersuchung sich als Ilmenit erwiesen. Die ursprüngliche Textur ist mikroholokristallinisch-porphyrisch, seltener pilotaxitisch.

Als Nebengemengteile enthalten beide Typen in einer veränderlichen Menge Magnetit, Ilmenit, Apatit und verschiedene sekundäre Produkte, zuerst Tonminerale und Chlorit.

Auf die Hitzeeinwirkung des rhyolithischen Magmas – ferner teilweise infolge hydrothermalen und hypergener Einwirkung – erfolgte in den magmatischen Gesteineinschlüssen eine beträchtliche Umwandlung, die in vielen Beziehungen an die Veränderung erinnert, die am Andesit-Rhyolithtuff-Kontakt im Bájpaták vor sich gegangen ist. Besonders die Ähnlichkeit der Resorption des stark zerklüfteten Quarzes und des Abbaues des Biotits ist auffällig. Die im Laufe der Quarzresorption (Taf. I, Fig. 3) freigewordene Kieselsäure scheidet sich meistens in der Form von Quarzkörnern von einigen Mikronen Grösse wieder aus. Der bedeutende Teil des Feldspates, ursprünglich von andesinisch-labradoritischer Zusammensetzung, wurde ebenfalls verbraucht. Der Rest des Minerals ist infolge des Abbaues entlang der Spaltung oft wabenartig geworden. Das Umwandlungsprodukt besteht aus einem Tonmineralienhaufen, in erster Linie aus rosa gefärbtem Montmorillonit. Aus den Feldspaten, aus dem herausgeschmolzenen oder herausgelöstem saurerem Material und teilweise aus der geschmolzenen Grundmasse entstand Sanidin-Anorthoklas und saurer Plagioklas (Albit-Oligoklas). Die Kristallisierung des Sanidins begann meistens um einen Sphärolith oder um einen anderen Kern der Grundmasse. Der neu ausgeschiedene Albit-Oligoklas umrandet übrigens meistens

die Reste des teilweise verbrauchten Plagioklas. Das weitere Wachstum wird durch die abweichende Orientation und das Aufhören der Risse angedeutet (Taf. I, Fig. 4).

Die zwei Feldspatgenerationen sind leicht zu erkennen, sie können voneinander deutlich abgegrenzt werden. In Gegensatz zu den teilweise korrodierten primären Feldspaten, die unscharfe Umrisse, breite Zwillingslamellen und eine neutrale-basische Zusammensetzung haben, sind die Glieder der zweiten porphyrischen Ausscheidung vollkommen frisch, mit einer glatten Oberfläche und oft „zerklüftet“ (besonders der Sanidin – Taf. II, Fig. 5). Zwillingsbildung ist am sauren Feldspat nur selten zu sehen, dagegen kommt an manchen Körnern oft ein „invers“ zonärer Bau vor, der auf eine rasche, sich periodisch erneuernde Ausscheidung hinweist.

Die am meisten abwechslungsreiche Umwandlung kann an den farbigen Gemengteilen beobachtet werden. Von der starken Opazitisierung und der wiederholten Biotitausscheidung angefangen bis zum hydrobiotitisch-chloritischen bzw. nontronitischen Abbau lässt sich ein allmählicher Übergang nachweisen. Der primäre Glimmer ist auf Grund des sehr starken und dunklen Pleochroismus von lepidomelanischer Zusammensetzung. Der Biotit mit seinem hohen Eisengehalt kann, wie bekannt, auch Titan in einer bedeutenden Menge (bis zu 10%) enthalten, der hauptsächlich Al^{3+} oder evtl. teilweise Fe^{2+} vertreten kann. Auf die Hitzeeinwirkung des Magmas rhyolithischer Zusammensetzung ist ein bedeutender Teil des Eisengehaltes in Form von Magnetit und der Titangehalt in Form von Rutilnadeln mit einem Sagenitzwillingsgitter ausgeschieden (Taf. II, Fig. 6–7). Der primäre Biotit ist heller, evtl. vollkommen korrodiert und seine Stelle wird oft nur durch den ausgeschiedenen Magnetit-Ilmenit-Aggregaten oder durch die Chloritpseudomorphose mit Sagenitzwillingsgitter bzw. mit Titaniteinschlüssen angedeutet (Taf. II, Fig. 8). Der frische, infolge der Hitzeeinwirkung entstandene neue, hellere Biotit, der sagenitfrei ist und einen niedrigeren Eisengehalt besitzt (II. Biotitgeneration, Taf. III, Fig. 9), und der Chlorit nach dem primären Biotit treten fast immer nebeneinander, auf, wodurch betreffs des gleichzeitigen Charakters des obigen Vorganges die nachträgliche Entstehung der II. Biotitgeneration zweifelsohne bestätigt wird.

Der Titangehalt des Oxyamfibols kann dem lepidomelanischen Biotit ähnlich 8–10% erreichen. Daraus ergibt sich, dass sein Abbau dem des Biotits nahe identisch ist. Er hat sich meistens vollkommen umgewandelt, das ursprüngliche farbige Silikat wird meistens nur durch den charakteristischen Querschnitt (Taf. III, Fig. 10) bzw. durch den durch Rutilnadeln oder sonstiges Umwandlungsprodukt markierten charakteristischen Sprung angedeutet. Im Sagenitzgitter der farbigen Silikate lässt sich sowohl die 114° -ige (knieförmige) wie auch die 54° -ige (herzförmige) Zwillingsbildung beobachten (s. Taf. II, Fig. 6–7 und Taf. III, Fig. 10). Die knieförmige Zwillingsbildung kann durch den beinahe 120° -igen Winkelwert der Absonderung nach (010) und (110) des Biotits ($110 \wedge 110 = 59^\circ 48'$) und die herzförmige Zwillingsbildung durch die 124° -ige Spaltung des Amfibols bedingt werden.

Die Spur des sagenitischen Zwillingsgitters kann auch am Chlorit erkannt werden (s. Taf. III, Fig. 8), aber der Ti-Gehalt ist meistens ausgelöst und hat

sich dann wieder in der Form von 0,007–0,002 mm grossen Titanitkristallen entlang des Zwillingsgitters oder des Risses orientiert ausgeschieden (Taf. III, Fig. 10–11). Die Titanitkörner werden oft von einer schwarzen Hülle umgeben, an vielen Stellen sie sogar sind zu fast vollkommen opaken Häufchen, zu Leukoxen und teilweise zu Ilmenit umgewandelt.

Im Laufe dieses Vorganges hat sich oft auch die Grundmasse umgewandelt, sie ist teilweise tonmineralisiert, chloritisiert, teilweise verkieselt. Die Entstehung der neuen porphyrischen Gemengteile, die mit der Umwandlung in Verbindung stehen, sowie der nachträgliche Charakter der Feldspatisierung und Biotitisierung wird auch durch die vollkommene Intaktheit des Feldspates und Biotits der II. Generation bewiesen.

Ausser der oben angegebenen Abbauserie von lepidomelanischem Biotit – sagenitischem Biotit – II. Biotitgeneration und Chlorit mit Titaniteinschlüssen evtl. mit Rutileinschlüssen und ilmenitischem Chlorit kann in manchen Gesteins-exemplaren auch die Umwandlungsserie Biotit-Chlorit-Nontronit beobachtet werden. Bei dieser letzteren Umwandlung bleibt das sagenitische Stadium vollkommen aus. Der Biotit hat sich in verschiedene Hydrobiotitabarten – hauptsächlich von einem vollgrün-hellgrünen Pleochroismus – ferner im Falle einer Zersetzung in Chlorit mit einem hellgrünen-gelblichgrünen Pleochroismus und in radiale Nontronithaufen: $[(\text{Fe}^{3+}\text{Al})_2(\text{SiAl})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}]$ verwandelt. Die reichlichen Apatiteinschlüsse des chloritisierten und nontronitisierten Biotits sind vollkommen unversehrt, unverändert geblieben. Der Vorgang der Nontronitisierung kann infolge der sehr ähnlichen chemischen Zusammensetzung (Tab. II) und der Gitterstruktur verhältnismässig leicht vor sich gehen.

Tabelle II.

Zusammensetzung des Biotits und Nontronits.

	1.		2.
	a	b	
SiO_2	36,41	40,36	41,505
TiO_2	1,19	1,89	0,027
Al_2O_3	15,39	13,37	7,714
Fe_2O_3	10,29	13,13	27,928
FeO	11,02	6,87	0,249
MnO	0,29	0,06	—
MgO	11,93	12,25	0,612
CaO	1,89	1,08	0,941
BaO	0,03	0,04	—
K_2O	6,29	6,23	0,084
Na_2O	1,00	1,54	0,022
H_2O	3,88	2,48	14,518
H_2O^+			6,023
CO_2	—	—	—
F	0,07	0,50	—
Zusammen:	99,68%	99,80%	99,626%

1/a Biotit aus Quarzdiorit und Diorit, Durchschnitt von 9 Proben (nach Hejtman, 1957)

1/b Biotit aus Trachyt und Andesit, Durchschnitt von 6 Proben (nach Hejtman, 1957)

2. Nontronit, Durchschnitt von 10 Proben (nach Jasmund, 1951).

Wie es aus der Tabelle zu ersehen ist, tritt aus dem Biotit im wesentlichen nur das oktaedrisch koordinierte Magnesium, das Titan, ferner das Kalium aus, wobei gleichzeitig (anstelle des K) H_2O aufgenommen wird und dadurch das Gitter eine dioktaedrische Struktur erhält. Die tetraedrische Verbindung blieb im wesentlichen vollkommen unverändert.

Der infolge magmatischer, evtl. teilweise hydrothormaler Einwirkung entstandene Montmorillonit der Feldspate wird auf Einwirkung des im Laufe des Abbaues der farbigen Silikate freigewordenen Eisens und teilweise auf der von aussen her stammenden eisenhaltigen Lösungen zuerst mit grünen Flecken bedeckt und verwandelt sich dann allmählich zu einem Aggregat von strahligem Nontronit. Die eisenhaltigen Lösungen wanderten hauptsächlich an den sehr kleinen Rissen entlang (Taf. III, Fig. 12). Die Umwandlung kann in erster Linie mit der Basisaustauschfähigkeit der Tonminerale erklärt werden. Die Austauschenergie der wichtigeren Kationen zeigt, wie bekannt, folgende Reihenfolge:



Aus dieser Reihenfolge ist es zu ersehen, dass von den Tonmineralien mit Ausnahme des speziellen H^+ , Fe^{+++} die grösste Austauschenergie besitzt. Dadurch wird die Eisenaufnahme des Montmorillonits sowie unter oxydativen Verhältnissen ihre allmähliche Nontronitisierung verständlich. Unter reduktiven Verhältnissen entsteht neben dem Montmorillonit infolge der Wirkung des mit dem Eisen zusammen gelieferten Magnesiums im sich umwandelnden Feldspat meistens auch Chlorit. Damit kann die bei den Röntgenanalysen oft erkennbare gemischte Montmorillonit-Chlorit-Struktur und teilweise auch die meistens grünliche Farbe des Montmorillonits erklärt werden.

Die erste Umwandlung der Magmatiteinschlüsse, ferner die Kalzitisierung und Epidotisierung kann als Resultat der durch das Rhyolithmagma hervorgerufenen Hitzewirkung, ferner teilweise durch die Pyritisierung und durch sonstige mit Sulfidbildung verbundene hydrothermale Vorgänge erklärt werden. Die weitere Umbildung der Biotite-Hydrobiotite der im ersten Abschnitt entstandenen Tonminerale und einzelner Einschlüsse kann bereits der Wirkung von gewöhnlichen Lösungen zugeschrieben werden. Auf Grund der entstandenen Produkte ist also die erste Phase der Umwandlung in einem sauren, reduktiven, die zweite Phase in einem basischen, stark oxydativen Medium vor sich gegangen. Damit ist es zu erklären, dass der Magnetitgehalt in den an Nontronit reichen Einschlüssen — im Gegensatz zu der Grundmasse des frischen Andesits — meistens nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Entsprechend den abwechslungsreichen Verhältnissen sind ausser den bereits beschriebenen beiden Typen der Einschlüsse bzw. der Abbaureihe auch weitere Magmatiteinschlüsse bekannt, die Umwandlung anderer Art aufweisen. In einem Teil der Einschlüsse (hauptsächlich in den Andesiteinschlüssen) sind die farbigen Silikate (Biotit und Amphibol) teilweise opazitisch, ihre einstige Anwesenheit wird oft nur durch den Magnetitgehalt angedeutet.

Ein Teil der Andesiteinschlüsse wurde vor dem Ausbruch des unteren Rhyolithuffes — wahrscheinlich infolge hydrothormaler Einwirkung — verkieselt.

Die farbigen Silikate — auf Grund ihrer Form Biotit und Amphibol — haben sich vollkommen umgewandelt. Gleichzeitig damit entstand oft eine bedeutende Menge von Pyrit und von sonstigen näher nicht bestimmbarⁿ sulfidischen Mineralien.

Die Textur der magmatischen Einschlüsse ist infolge der beschriebenen Umwandlungsprozesse wesentlich verändert worden. Das prozentuelle Verhältnis der porphyrischen Gemengteile nahm durch die Auflösung (Aufschmelzung) der sphärolithischen und glasigen Grundmasse, trotz der Verminderung des Biotits, in einem bedeutenden Masse zu. Im Zusammenhange mit der Nontronitisierung grösseren Grades entstand entweder kein porphyrischer Feldspat oder nur ganz wenig, dagegen haben die einige μ grossen Umwandlungsprodukte des Biotits und des Plagioklas die Grundmasse vermehrt. Die so entstandene mineralische Zusammensetzung und die Textur wird in der untenstehenden Tabelle veranschaulicht.

Tabelle III

Mineralische Zusammensetzung der magmatischen Einschlüsse des unteren Rhyolithuffs

Mineralische Zusammensetzung	1 %	2 %	3 %
Grundmasse	50,7	58,0	74,0
Quarz	1,5	1,0	0,0
Sanidin	5,0	2,0	0,0
Plagioklas (porphyrisch)	36,8	26,8	23,9
Biotit + Amphibol	6,0	12,2	2,1
Zusammen:	100,0	100,0	100,0

1. Daziteseinschluss, mittlerer Abschnitt des Miklós-Tales. Erdölschurfstollen.
2. Daziteseinschluss, rechtsseitiges Nebental des Miklós-Tales.
3. Andesiteinschluss, rechtsseitiges Nebental des Miklós-Tales.

Die obigen Magmatiteinschlüsse erinnern mit ihrer mineralischen Zusammensetzung und Textur an einige Abarten des Dazit-Andesits aus der Umgebung von Reesk. Diese Annahme wird auch durch die zerstreuten Sulfide bestätigt.

Die Masse der Einschlüsse betragen meistens 4–8 cm, ausnahmsweise aber gibt es Stücke auch von einer Grösse von 25–35 cm. Ihre Verbreitung — besonders die der grösseren Stücke — beschränkt sich auf das Gebiet mit den grösseren Bimssteinen (oberer Abschnitt von Bájpatak, O-Seite des Kövesbérc, mittlerer Abschnitt des Miklós-Tales, Umgebung des Meierhofes Bódogh).

Auf Grund der mineralogischen Merkmale der Gesteinseinschlüsse, des Grades der Umwandlung und der geologischen Verbreitung können folgende Folgerungen gezogen werden:

1. Die Dazit-Andesiteinschlüsse beweisen auf Grund einer weitgehenden Ähnlichkeit das vormiozäne Alter des benachbarten, viel umstrittenen Andesits von Lahóca und der damit verbundenen Vererzung, ferner eine grössere Verbreitung des älteren dazitisch-andesitischen Vulkanismus.

2. Auf Grund der Grösse der oberflächlichen Verbreitung und des gleichzeitigen Auftretens von Bimsstein und den Gesteinseinschlüssen ist das eine Eruptionszentrum des unteren Rhyolithtuffs zuverlässig zu umgrenzen (s. Abb. 1). Für die Feststellung des Eruptionszentrums eines festländischen vulkanischen Ausbruches kommen in erster Linie die Bimssteinbomben von grösseren Massen (10 cm) in betracht, da ihre Auswurfentfernung infolge des durch das geringe Volumgewicht bedingten grossen relativen Luftwiderstandes klein ist. Dieser Umstand wird unter Berücksichtigung der oben angeführten Eigenschaften auch durch die Intensität des Ausbruches nur in einem geringen Masse beeinflusst.

3. Das Eruptionszentrum fällt in die Streichrichtung der NW-SÖ-lich ablaufenden erzführenden strukturellen Linie von Lahóca. Nach der savischen orogenetischen Phase dürfte rechtwinklig auf die nach NO-SW gerichtete kompressive Bewegung (Überschiebungszone) infolge der Stauung sich eine disjunktive Bewegung ausgebildet haben, die entsprechend den Untersuchungen von B. Balkay die Bedingungen eines vulkanischen Ausbruches hervorrufen konnte. Die Eruption erfolgte, entsprechend dem geologischen Bau, in einer nassen Umgebung, entweder nach oder während der Abschnürung des Meeres. So konnte entlang der oben angegebenen tektonischen Zone Wasser in einer beträchtlicheren Menge in die Tiefe eingesickert sein, wodurch die Differentiation und die Ausbildung des sauren Magmas in einem erhöhten Masse befördert wurde und der grosse Druck des Wasserdampfes die heftige Eruption erleichterte. Die Wasserdampfkonzentration hohen Grades wird auch durch die überwiegende Rolle des Bimssteins bestätigt. Durch alle diese Faktoren wurde die Temperatur des Magmas sowie sein Erstarrungsgrad herabgesetzt. Darauf weist auch der geringe Umwandlungsgrad der Einschlüsse von oligozänem Sandstein und Ton hin.

LITERATUR

1. Balkay, B.: Adatok Magyarország neozóos magmatektonikájához. MTA Geok. Konf. Budapest. 1959.
2. Dortman, M. D. Geochimicheskie osobennosti prozessov vivetrivania v nefelinovych sienitach hibinskich tundr. Geochimia AN SSSR. 5. - 1958.
3. Hejtmán, B.: Systematická petrografie vyvřelich hornin. ČSAV, Praha. 1957.
4. Jasmund, K.: Die silicatischen Tonminerale. Verlag Chemie GMBH. 1951.
5. Kiss, J.: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnóhegyen. Földtani Közlöny. 88. 1. 1958.
6. Kiss, J.: A darnóhegyi neogén üledékközzetani vizsgálata. Földtani Közlöny. 88. 2. 1958.
7. Kisvarsányi, G.: Parád-fürdő környéki ércesedés. Földtani Közlöny. 84. 1954.
8. Kubovics, I.: Az ÉK-i Mátra földtani és közzetani vizsgálata. Földtani Közlöny. 93. 2. 1963.
9. Mauritz, B.: A Mátra hegység eruptív kőzetei. Math. és Természettud. Közlöny 30. 1909.
10. Mehmel, M.: Ab- und Umbau am Biotit. Chemie d. Erde 11. pp. 308-332. 1937.
11. Noszky, J.: A Mátra hegység geomorfológiai viszonyai. Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadv. 1927.
12. Pantó G.: Bányaföldtani felvétel Reesk és Parád környékén. MÁFI, Évi. Jel. 1949-ről. 1952.
13. Rozlozsnik P.: Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán, Parád, Reesk és Mátra-balla községek között. MÁFI Évi Jel. 1933-35. évről. 1939.

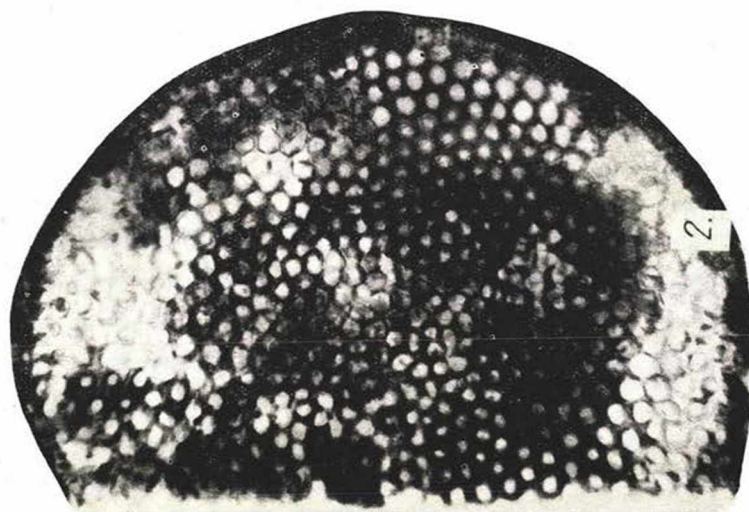
14. Schréter, Z.: A Mátrától ÉK-re eső dombvidék földtani viszonyai. MÁFI Évi Jel. 1948. évről. 1952.
15. Schréter, Z.: Nagybátony környékének földtani viszonyai. MÁFI Évi Jel. 1933 – 35, évről. 1940.
16. Szádeczky-Kardoss, E. – Vidacs A. – Varrók K.: A Mátra hegység harmadkori vulkánossága. MTA Geok. Konf. Budapest. 1959.
17. Szentes, F.: Jelentés az 1934 – 35. évben a Mátra É-i oldalán végzett földtani felvételtől. MÁFI Évi Jel. 1933 – 35. évről. 1939.
18. Török, K.: A recski Lahóca felépítése és kora (Kézirat) 1963.
19. Varga, Gy.: A Mátra hegység középső és K-i részének közzételerei. MÁFI Évi Jel. az 1962. évről. 1964.

Tafelerklärungen

Tafel I.



1. Mikroorganismenreicher oligozäner sandiger Toneinschluss aus dem unteren Rhyolithtuff, Miklós-Tal, NO-Mátra-Gebirge. Vergr.: 250x.

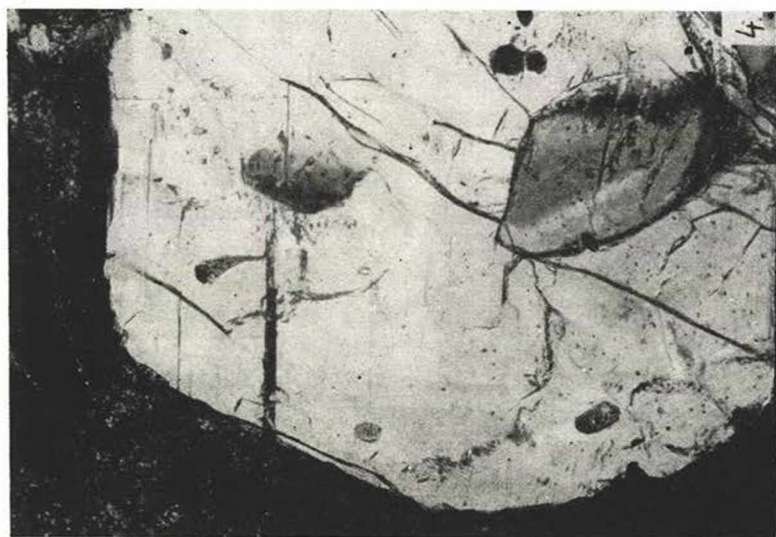


2. *Coscinodiscus oculus iridis* Ehr. aus dem oligozänen sandigen Toneinschluss, Miklós-Tal, NO-Mátra-Gebirge. Vergr.: 1000x.
Aufnahme von M. Hajós

Tafel I.

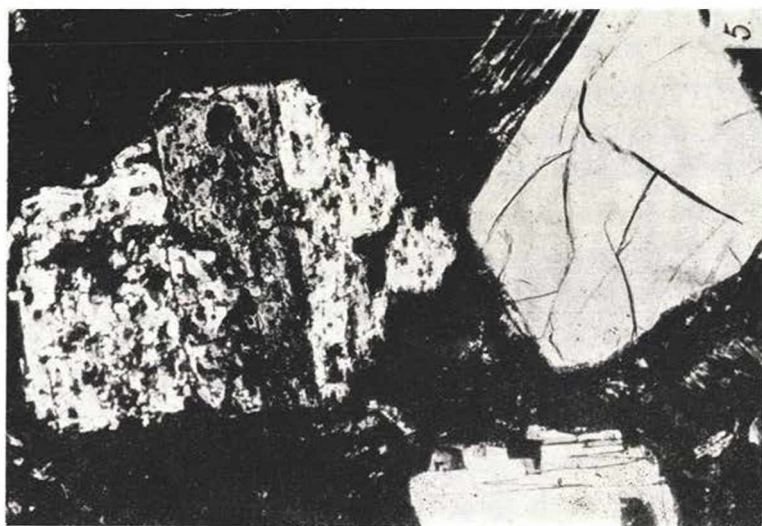


3. Korrodierter Quarz mit einem Grundmasseneinschluss aus einem Daziteinschluss. Miklós-Tal, NO-Máttra-Gebirge. Vergr.: 40x.

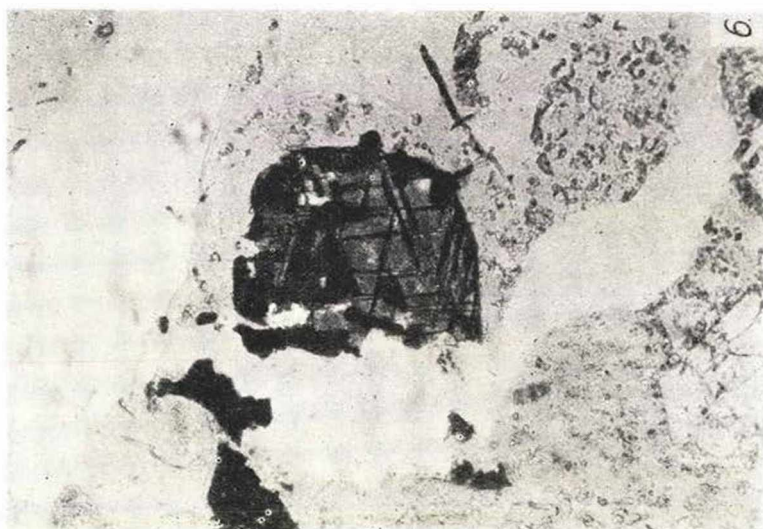


4. Plagioklas mit einem älteren, teilweise abgebauten inneren Kern aus einem Andesiteinschluss. Miklós-Tal, NO-Máttra-Gebirge. Vergr.: 125x.

Tafel II.

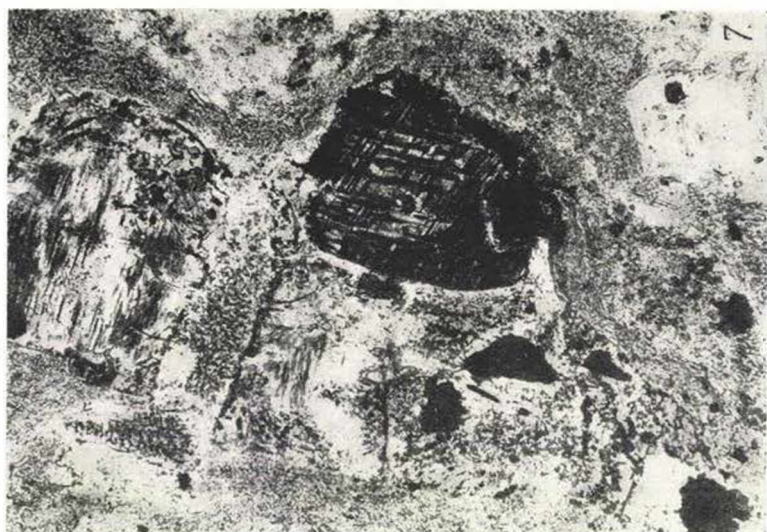


5. Neu entstandener Feldspat und abgebauter Feldspat mit Zwillingsslamellen aus einem Andesiteinschluss. Bájpaták, NO-Máttra-Gebirge. Verg.: 62,5x.

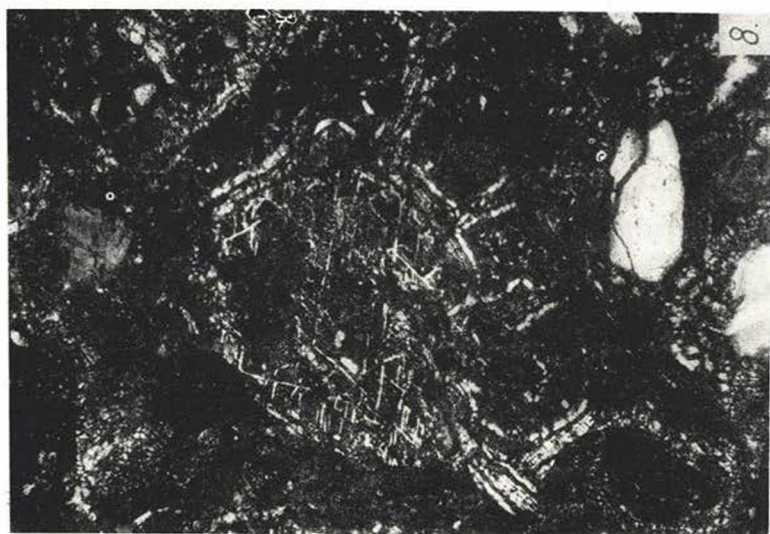


6. Sagenitischer Biotit aus einem Andesiteinschluss. Bájpaták, NO-Máttra-Gebirge. Verg. 125x.

Tafel II.

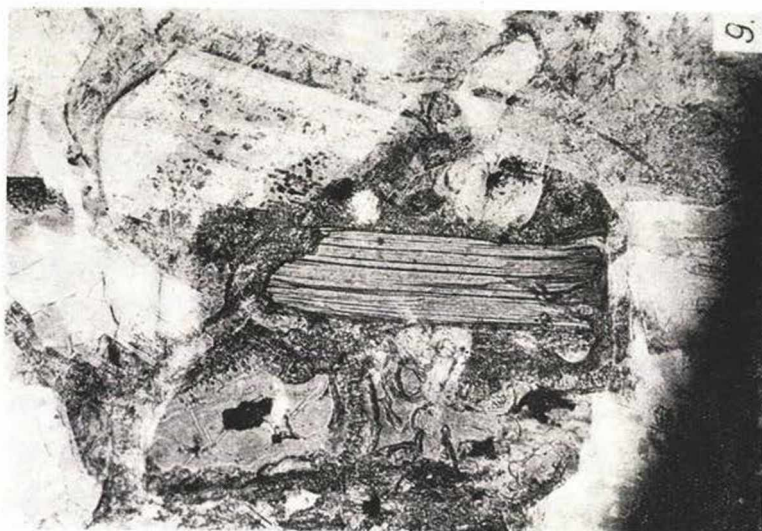


7. Sagenitischer und stark abgebauter Biotit mit Umwandlungsprodukt aus einem Andesiteinschluss. Bájpaták, NO-Mátra-Gebirge. Vergr.: 125x.

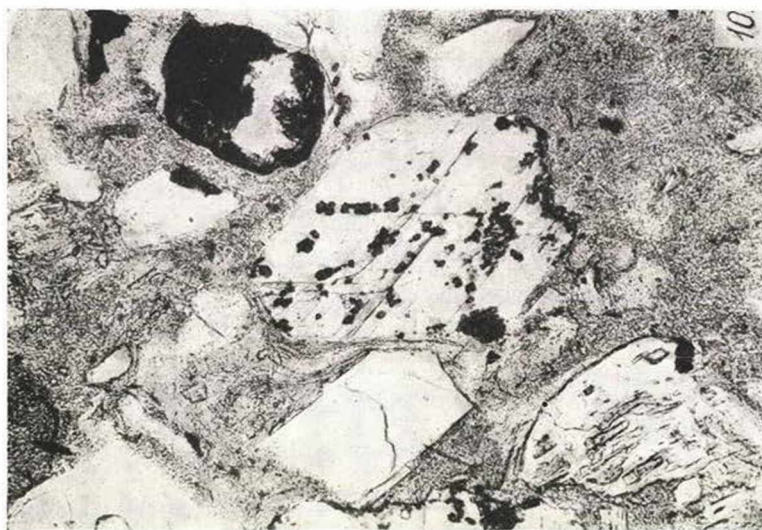


8. Chlorit mit Sagenitzwillingsgitter aus einem Andesiteinschluss. Bájpaták, NO-Mátra-Gebirge. Vergr.: 125x.

Tafel III.

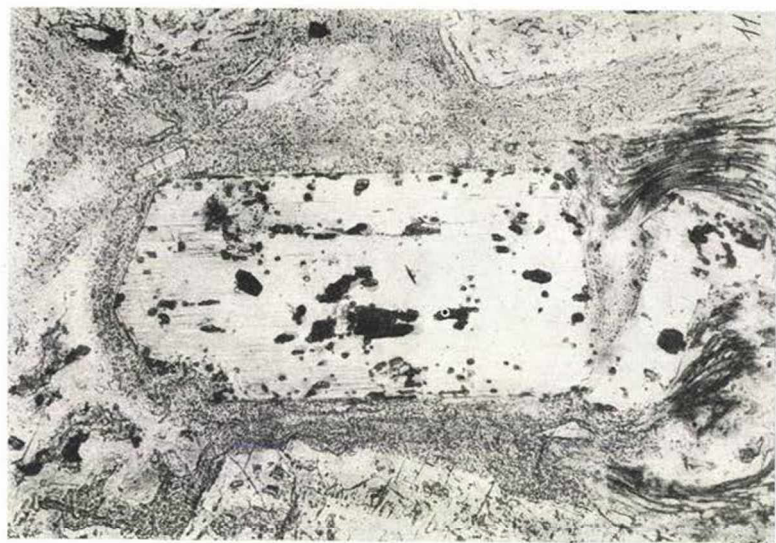


9. Heller Biotit (II. Biotitgeneration) in einer chloritischen Umgebung aus einem Andesiteinschluss. Bájpaták, NO-Máttra-Gebirge. Vergr.: 125x.

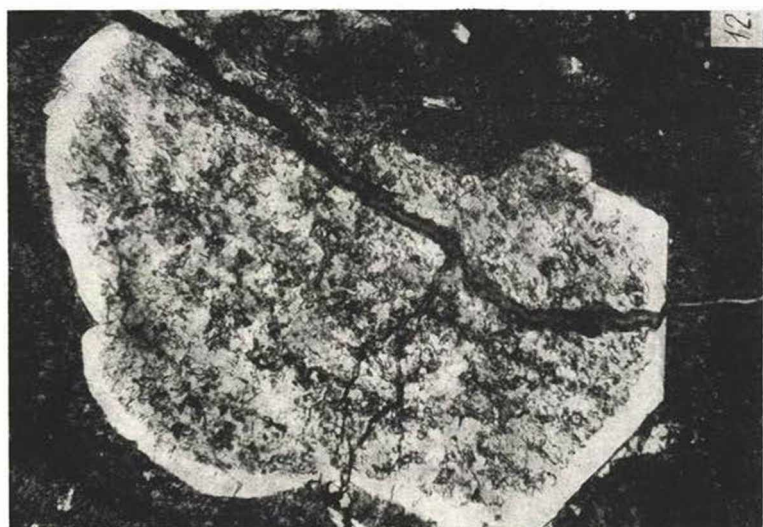


10. Chlorit nach Amphibol mit einer Struktur vom Sagnetzwillingsgitter bzw. mit orientiert ausgeschiedenen Titanitkörnern aus einem Andesiteinschluss. Bájpaták, NO-Máttra-Gebirge. Vergr.: 125x.

Tafel III.



11. Chlorit mit Titanitkörnern (nach Biotit) aus einem Andesiteinschluss. Bájpaták, NO-Máttra-Gebirge. Vergr.: 125x.



12. Montmorillonitischer Plagioklas mit einer grünen Ader aus einem Andesiteinschluss. Miklós-Tal, NO-Máttra-Gebirge. Vergr.: 62,5x.